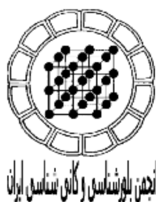
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۳۱۱ تا ۳۲۸



ویژگی‌های تکتونو-ماگمایی گابروهای قلیایی در شمال فتح‌آباد زرند (شمال غرب کرمان): بر پایه‌ی شیمی کانی پیروکسن

ملیحه گلستانی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه و مهندسی، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۲/۱۸، نسخه نهایی: ۹۸/۶/۱۷)

چکیده: منطقه فتح‌آباد در شمال غربی شهرستان زرند (استان کرمان) در پهنه ساختاری ایران مرکزی و در قطعه پشت بادام واقع است. توده‌های گابرویی متعدد با سن اردوویسین-سیلورین در سراسر این منطقه به درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی سری ریزو تزریق شده است. این گابروها در اصل دربردارنده آمفیبول (کرسوتیت)، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی نشان می‌دهند که کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید آلومینیوم‌دار بوده و دارای ماهیت قلیایی تا پرقلیایی هستند. محاسبات دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها گستره دمایی حدود ۱۱۲۱ تا ۱۱۸۴ °C و فشار ۶ تا ۱۱ کیلوبار را نشان می‌دهند. از نظر زمین‌ساختی، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی مشابه پیروکسن‌های بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و به محیط‌های کافتی درون صفحه‌ای وابسته هستند. گابروهای قلیایی فتح‌آباد مربوط به رخداد کافتش پالئوتتیس طی اردوویسین-سیلورین هستند که در پی تداوم تدریجی کشش پشت‌کمانی در کرانه شمالی ابرقاره گندوانا در منطقه جایگیری کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *گابرو؛ قلیایی؛ کلینوپیروکسن؛ شیمی کانی؛ فتح‌آباد؛ قطعه پشت بادام.*

مقدمه

زایش و فرگشت ناوه‌هاي اقیانوسی تتیسی در درازای تاریخ زمین‌شناسی از پرکامبرین پسین تا پالئوژن همواره مورد توجه پژوهشگران علوم زمین بوده است. نتایج پژوهشگرها نشان می‌دهد که نخستین نشانه‌های زایش حوضه‌هاي گوناگون تتیس را که سبب قطعه قطعه شدن و جدایش ابرقاره گندوانا شده است، می‌توان در پالئوزوئیک با زایش اقیانوس پالئوتتیس در بخشهاي گوناگون بویژه کمربند ساختاري البرز یافت [۱]. گرچه شواهدي آشکار از فرایند باز شدن این اقیانوس و زمان آن در دست نیست، ولي پژوهش‌هاي اخیر گواهي بر چگونگي و زمان بسته شدن آن فراهم آورده‌اند. سرزمین ایران در این دوران، بخشی از کرانه شمالی گندوانا بوده است [۱-۳] که طی پیدایش، گسترش و تکامل اقیانوس پالئوتتیس، به تدریج از گندوانا جدا شده و سرانجام در زمان پرمین–تریاس به کرانه جنوبی اوراسیا پیوسته است [۴-۶]. فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک پیشین (اردوویسین-سیلورین) تا میانی (دونین) در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی که در آن زمان یک سرزمین یکپارچه را تشکیل می‌داده‌اند، به فعالیت ماگمایی مراحل آغازین کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس نسبت داده شده است [۱، ۷ و ۸]. سنگ‌های ماگمایی این زمان اغلب به دلیل پراکندگی و فرسودگی تاکنون کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. با این حال، ضخیم‌ترین رخنمون این سنگ‌ها در شمال-شمال‌غرب شاهرود به نام مجموعه بازالتی سلطان میدان در پهنه البرز شرقی به طور ویژه بررسی شده است [۹، ۱۰]. بر اساس شواهد موجود، بخش‌های گسترده‌ای از پهنه‌های ایران مرکزی، سنندج-سیرجان، البرز شرقی و آذربایجان طی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۴۴۱۴۹۶۹، پست الکترونیکی: m.golestani@velayat.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

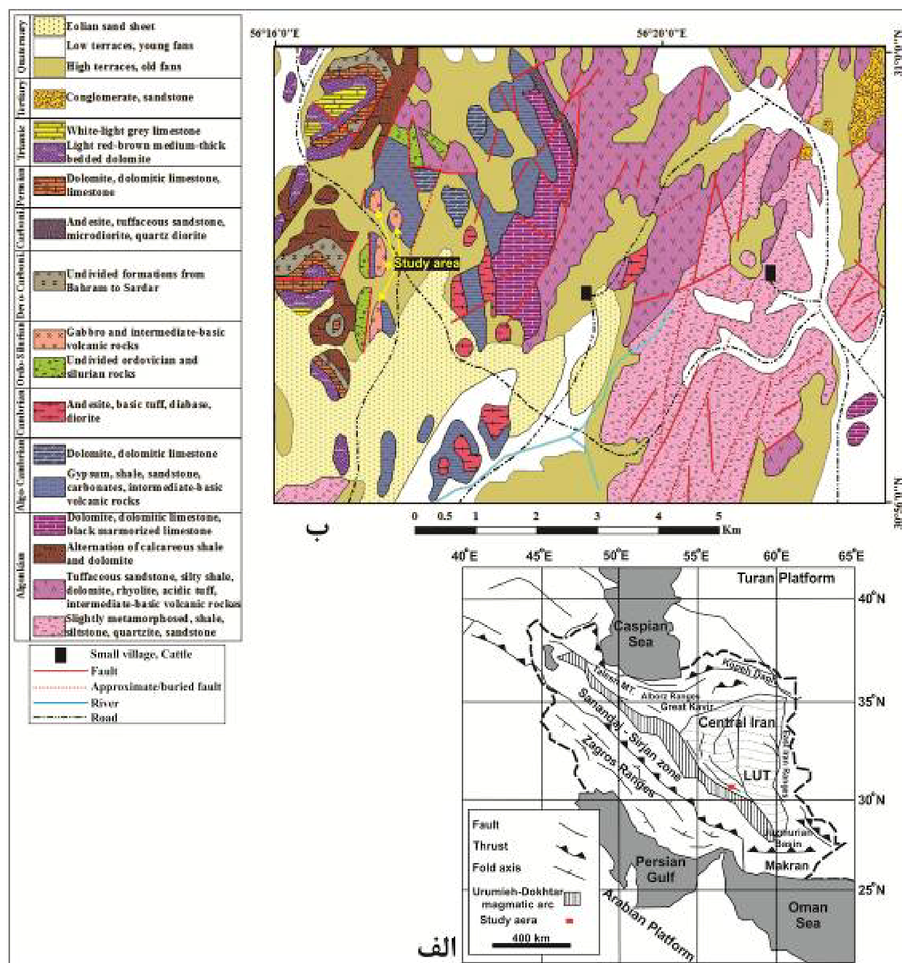
پالئوزوئیک پیشین دستخوش این فعالیت ماگمایی شده‌اند و رخنمون‌های سنگی آن را می‌توان در شمال شاهرود با نام های بازالت‌های سلطان میدان [۳]، شیرگشت [۱۱]، سازند ابرسیچ در شمال شاهرود [۱۲]، جنوب غرب دامغان [۱۳]، کوه‌های میشو [۱۴] و منطقه فتح‌آباد در جنوب قطعه پشت بادام دیده کرد. تاکنون، پژوهش‌های چندانی پیرامون واحدهای آذرین وابسته به پدیده کافتش پالئوزوئیک پیشین در پوسته ایران زمین انجام نشده و از دیدگاه سنگ‌شناسی یک مدل جامع و کامل در ارتباط با ماهیت و چگونگی این رخداد ماگمایی گسترده ارائه نشده است. نبود داده‌های جامع زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی و شیمی کانیایی سبب درک ضعیف ما از چگونگی تشکیل پوسته ایران زمین و فرایندهای مؤثر بر آن در این دوره زمانی گردیده است. از این رو، بررسی دقیق سنگ‌شناسی و زمین شیمی سنگ‌های پالئوزوئیک پیشین در پوسته ایران می‌تواند گامی مؤثر برای روشن‌تر شدن سیمای گوناگون فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک پیشین این قطعه و نیز درک بهتر عملکرد آن در ارتباط با بازشدگی پالئوتتیس باشد. یکی از مناطقی که در آن سنگ‌های آذرین وابسته به رخداد ماگمایی اردوویسین-سیلورین بیشترین رخنمون را دارند، فتح‌آباد زرند واقع در جنوب قطعه پشت بادام و پهنه فلززایی بافق است. این مجموعه سنگ‌های آذرین، در شمال روستای فتح‌آباد در همسایگی چاه شور و چاه انجیری واقع هستند و به صورت تعداد بسیاری استوک‌های گابرو-دیوریتی و دایک‌های دیابازی بلند به درون توالی‌های آتشفشانی-رسوبی سری ریزو تزریق شده‌اند. با توجه به انجام نشدن پژوهشی پیرامون این سنگ‌ها، بررسی آنها می‌تواند کمکی در راستای شناخت جنبه‌های مبهم فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک پیشین باشد.

ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند پیروکسن ابزار کاربردی قابل اعتماد و مفیدی برای ارزیابی سنگ‌های آذرین به منظور تعیین خاستگاه زمین‌ساختی، شرایط دما، فشار و گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های دربرگیرنده، فراهم ساخته است. براین اساس، با توجه به فراوانی کانی پیروکسن در گابروهای قلیایی فتح‌آباد، در این پژوهش خاستگاه زمین‌ساختی و شرایط فیزیکوشیمیایی شکل‌گیری پیروکسن‌های موجود در این گابروها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، بررسی شده است.

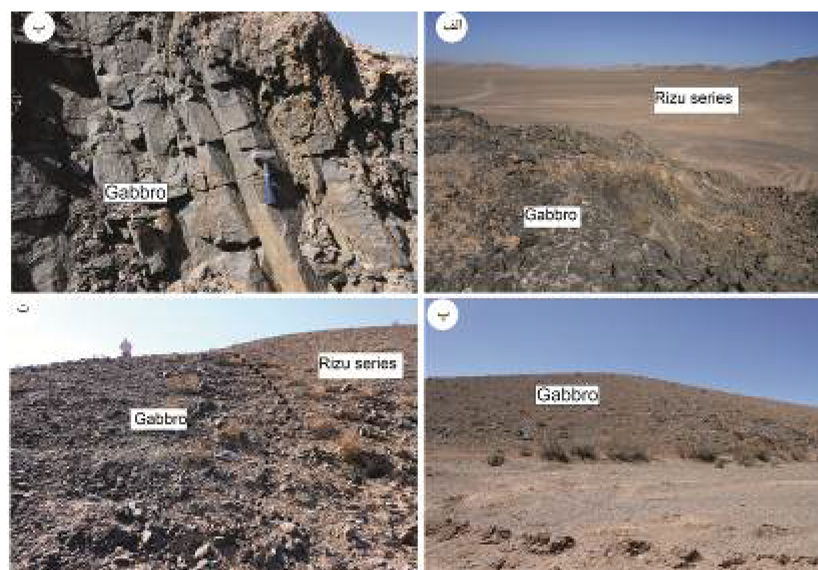
زمین‌شناسی

منطقه فتح‌آباد در گستره عرض‌های جغرافیایی ″۸ ′۵۹ °۳۰ تا ″۳۱ ′۵۹ °۳۰ و طول‌های جغرافیایی ″۵۲ ′۱۵ °۵۶ تا ″۷ ′۱۹ °۵۶ در شمال غربی استان کرمان واقع است. این منطقه از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران وابسته به پهنه ایران مرکزی است که در گستره قطعه پشت بادام و پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان قرار دارد (شکل ۱ الف). در این منطقه، واحدهای سنگی مربوط به پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیری را می‌توان دیده کرد (شکل ۱ ب). سری مراد قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه را تشکیل داده است. بر اساس بازدیدهای صحرایی و همچنین نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ داوران [۱۵]، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی، کربناتی و تخریبی سری ریزو مهمترین واحد سنگی منطقه بوده که با دگرشیبی زاویه‌دار روی سری مراد قرار گرفته است (شکل ۱ ب). افق ماسه‌سنگی شامل لایه‌های ماسه‌سنگ‌های خاکستری، خاکستری مایل به سبز و صورتی و میان‌لایه‌هایی از شیل‌های ماسه‌ای و لای سنگ و عدسی‌های دولومیتی، بخش پیشین سری ریزو را در این منطقه تشکیل می‌دهند که دارای ضخامت ۱۰۰۰ متر بوده و در شرق منطقه دارای رخنمون است [۱۵]. بخش‌های بالایی این سری از مجموعه متنوعی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی شامل لای سنگ، ماسه‌سنگ و توف‌های ماسه‌ای مختلف با افق‌های مگنتیتی، آهک‌های دولومیتی، توفهای با ترکیب نیمه‌اسیدی، توفیت، توده‌های نفوذی و افق‌های نازک و عدسی مانند از آهک‌های توفی و کنگلومراهای کربناتی-سیلیسی تشکیل شده که بطور هم‌شیب روی واحد ماسه‌سنگی پیشین قرار گرفته است. توده‌های نفوذی سری دزو بصورت استوک‌های کوچک درون واحدهای سری ریزو و مراد منطقه تزریق شده‌اند. این مجموعه‌ها دارای تنوع ترکیبی از گرانودیوریت تا تونالیت هستند. دولومیت‌های سیبزار و واحدهای کربناتی جمال توالی‌های سنگی دیگر در این منطقه هستند که بیشتر از واحدهای کربناتی مانند دولومیت با میان‌لایه‌های آواری مانند ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده‌اند. در این منطقه، چند استوک گابرویی با ابعاد ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر به شکل تپه‌های منفرد وجود دارد که بر اساس نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ داوران [۱۵]، دارای سن اردوویسین-سیلورین هستند. سنگ‌های گابرویی به درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی سری ریزو تزریق‌اند و بیشتر بصورت لکه‌هایی در آنها دیده می‌شوند که سبب ایجاد دگرگونی مجاروتی در این واحدها گردیده است (شکل ۲). گابروها با ریخت تپه‌ای در قسمت جنوب منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۲ ت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]



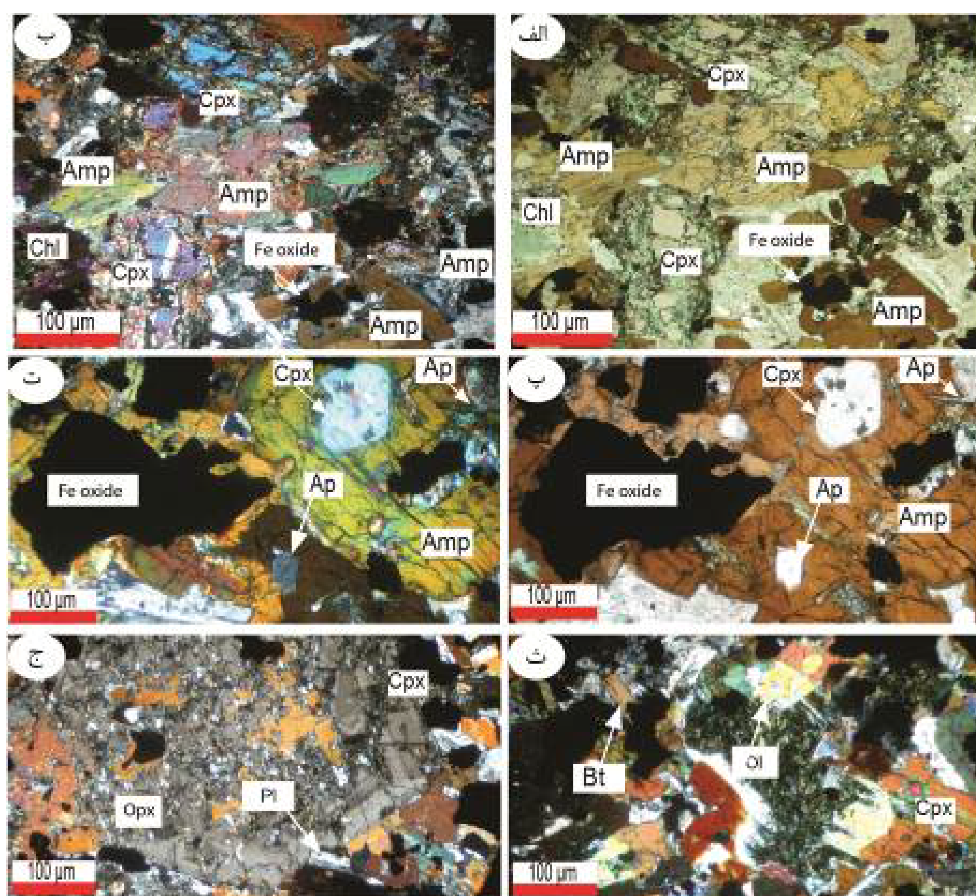
شکل ۱ الف) جایگاه منطقه در پهنه‌های ساختاری ایران (ترکیب نقشه های مراجع [۱۶،۱۵]). ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه فتح‌آباد برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ داوران [۱۷].



شکل ۲ نمایی از الف) رخنمون توده‌های گابرویی در میان واحدهای آتشفشانی-رسوبی سری ریزو (دید به سمت جنوب شرق)، ب) درزه‌های طولی در واحدهای گابرویی فتح‌آباد (دید به سمت جنوب)، پ) رخنمون توده گابرویی در جنوب منطقه فتح‌آباد (دید به سمت جنوب شرق) و ت) تزریق توده گابرویی در میان واحدهای سری ریزو (دید به سمت جنوب غرب).

سنگ‌نگاری

گابروها مهمترین توده‌های نفوذی مافیک در فتح‌آباد هستند. این سنگ‌ها متوسط‌دانه بوده و دارای بافت دانه ای هستند (شکل ۳). افزون بر این، بافت خال خال در اثر قرارگیری کانی‌هایی مانند آپاتیت و کانی‌های کدر درون کانی پیروکسن در این سنگ‌ها دیده می‌گردد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این سنگ‌ها دارای کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ارتوپیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز، آمفیبول (کروسوتیت)، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت همراه با کانی‌های ثانویه مانند کلریت، سرسیت، کلسیت و اپیدوت هستند (شکل-های ۳ الف، ب). ویژگی بارز گابروها وجود بلورهای آمفیبول قهوه‌ای با ابعاد متغیر است که ۴۲ تا ۵۱ درصد کل سنگ را شامل می‌شوند (شکل‌های ۳ الف تا ت). اندازه آمفیبول‌های ریزبلور بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر بوده در حالی که ابعاد این کانی در برخی از بلورها ۱ تا ۵ میلی‌متر است. در مقاطع میکروسکوپی، آمفیبول‌های قهوه‌ای نوعی دارای منطقه‌بندی زرد قهوه‌ای یا قرمز قهوه‌ای و به صورت لوزی تا منشوری شکل دیده می‌شوند. آمفیبول‌های قهوه‌ای دارای چند رنگی شدید هستند (شکل‌های ۳ پ-ت). در این سنگ‌ها، کلینوپیروکسن‌ها دارای فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد هستند و بیشتر به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. یکی از ویژگی‌های کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروها غنی بودن آنها از تیتانیوم است. حضور تیتانیوم در این کلینوپیروکسن‌ها را می‌توان در زیر میکروسکوپ از روی چند رنگی ضعیف قهوه‌ای تا بنفش، خاموشی پراکنده شدید و نیز رنگ‌های صورتی تا قهوه‌ای آنها تشخیص داد. غنی بودن کلینوپیروکسن‌ها از تیتان از مشخصات گابروهای قلیایی است [۱۸]. کلینوپیروکسن‌ها در راستای شکستگی‌ها به کلریت‌های سبز دگرسان شده‌اند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی الف و ب) از بلورهای پیروکسن و آمفیبول در گابروهای قلیایی فتح‌آباد، پ و ت) بلور پیروکسن و آپاتیت بصورت میانبار در آمفیبول‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد، ث و ج) کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز و بیوتیت موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد. تصاویر الف و پ در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL، و باقی در نور قطبیده متقاطع، XPL، تهیه شده‌اند، (Amp: آمفیبول، Ap: آپاتیت، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز و Ol: الیوین [۱۹]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

ارتوپیروکسن با فراوانی ۳ درصد وزنی کانی مافیک دیگر در این سنگ‌هاست. الیوین در این سنگ‌ها با فراوانی کم و بصورت بلورهایی با ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر حضور دارد. برخی از بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده‌اند. پلاژیوکلاز نیز بصورت بلورهای کوچک در فضای بین بلورها وجود دارد و بیشتر سوسوریتی شده است. بیوتیت بصورت بلورهای ریز پیرامون کانی‌هایی مانند آمفیبول و پیروکسن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ث-ج). وجود آپاتیت به طور شاخص و فراوان از ویژگی‌های این سنگ‌هاست که به شکل سوزنی و منشوری و با فراوانی ۳ درصد در این سنگ‌ها و بیشتر به صورت میانبار در کانی‌های مافیک و به ندرت در پلاژیوکلازها حضور دارد. کانی‌های کدر شامل مگنتیت و ایلمنیت هستند که به شکل دانه‌های هم‌اندازه بی‌شکل در این سنگ‌ها تبلور یافته‌اند و با فراوانی ۵ درصد در این سنگ‌ها حضور دارند. کلریتی شدن، سرسیتی شدن و کلسیتی شدن از فرآیندهایی موثر بر این سنگ‌ها بوده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی و نمونه‌برداری صحرایی، به منظور بررسی سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشته شده مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعیین نوع کانی‌ها و بافت سنگ‌ها، نمونه‌های مناسب انتخاب و بر آن‌ها تجزیه کمی کانیایی به روش ریزکاو الکترونی انجام شد. به این منظور، برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی و شرایط فیزیکوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن تعداد ۳۵ نقطه از کانی‌های سازنده آنها (کلینوپیروکسن‌ها) تجزیه کمی کانیایی شدند قرار گرفت. آنالیزهای نقطه‌ای در آزمایشگاه دانشکده کانی‌شناسی دانشگاه کانازاوای ژاپن و توسط دستگاه JEOL EPMA مدل JXA-8000 با ولتاژ شتاب‌دهنده جریان باریکه 20nA انجام شد. از داده‌های بدست آمده با استفاده از نرم‌افزارهای مختلف، کاتیون‌های سازنده محاسبه و سپس نمودارهای لازم رسم و تفسیر شدند. برای تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} براساس مقدار Fe به دست آمده از نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی، از روش پیشنهادی دروپ [۲۰] استفاده شد.

شیمی کانی کلینوپیروکسن

نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. پیروکسن‌ها از مهمترین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین هستند که بررسی ترکیب شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها می‌تواند اطلاعات بسیار مهمی در مورد سنگ در برگیرنده آن‌ها ارائه نماید [۲۱]. بر اساس رده‌بندی موریموتو و همکاران [۲۲]، پیروکسن‌ها به طور کلی در چهار گروه قرار می‌گیرند: ۱) پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)؛ ۲) پیروکسن‌های Na-Ca؛ ۳) پیروکسن‌های Na و ۴) سایر پیروکسن‌ها دیگر. در نمودار Q-J (J = 2Na و $Q = Ca+Mg+Fe^{2+}$)، کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد در گستره Quad هستند (شکل ۴ الف).

با توجه به قرارگیری پیروکسن‌ها در گستره Quad، می‌توان از نمودار Wo-En-Fs [۲۲] برای رده‌بندی آنها استفاده کرد. بر این اساس، پیروکسن‌های موجود در این گابروها کلسیمی بوده و دارای مقادیر Al-Ti پایین می‌باشند. پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs در محدوده ترکیبی دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). بر این اساس، متوسط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای فتح‌آباد بصورت $Wo_{48.55}$-$En_{17.02}$-$Fs_{8.7}$ است.

به منظور رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی، موریموتو و همکاران [۲۲] نمودار دوتایی Al نسبت به Fe^{3+} را پیشنهاد کردند. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد در گستره دیوپسیدهای آلومینیوم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ).

بر اساس بررسی‌های دی‌آنتونین و کریستنسن [۲۳] پیرامون ارتباط میان Al^{3+} کل، Si^{4+} و Ti^{4+} در بلورهای کلینوپیروکسن مورد بررسی (شکل ۵) نشان می‌دهد که در دسترس بودن Al بسیار بیشتر از آن است که برای تعادل در کمبود Si در جایگاه چاروجهی (Al□2Si) و Ti در جایگاه هشت وجهی (Al:Ti≥6:1) نیاز است. این امر نشانگر نقش اساسی جانشینی اجزای چرماکی ($CaR_3+R_3+SiO_6$)، به ویژه سازای $CaAlAlSiO_6$ و سهم کم سازای آکمیتی ($NaFe_3+Si_2O_6$) در ترکیب کلینوپیروکسن موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بلورهای کلینوپیروکسن موجود در گابروهای فتح‌آباد، بر حسب درصد وزنی، همراه با مقدار کاتیون‌ها و درصد اجزای سازنده آن‌ها.

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12
SiO_2	۴۸٫۸۰	۴۸٫۸۰	۴۸٫۲۰	۴۷٫۵۰	۵۰٫۴۰	۴۸٫۹۳	۴۵٫۲۴	۴۸٫۵۵	۴۶٫۵۸	۴۷٫۹۷	۴۶٫۶۶	۴۹٫۵۳
TiO_2	۲٫۴۴	۲٫۳۳	۲٫۵۰	۲٫۶۸	۱٫۶۶	۲٫۱۹	۳٫۸۴	۲٫۵۹	۳٫۲۸	۲٫۸۶	۳٫۲۲	۱٫۶۶
Al_2O_3	۵٫۲۰	۵٫۲۶	۶٫۰۲	۶٫۶۱	۴٫۰۳	۶	۸٫۸۰	۶٫۲۸	۸٫۳۸	۶٫۸۳	۷٫۵۷	۴٫۹۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۶٫۲۳	۶٫۴۵	۶٫۵۱	۶٫۸۷	۷٫۹۸	۸٫۰۶	۷٫۳۱	۶٫۹۷	۶٫۹۱	۶٫۸۴	۶٫۷۷	۹٫۱۲
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۲۵
MgO	۱۴٫۱۷	۱۴٫۱۲	۱۳٫۷۷	۱۳٫۳۳	۱۳٫۱۸	۱۳٫۱۵	۱۲٫۳۳	۱۳٫۶۸	۱۳٫۰۴	۱۳٫۷۱	۱۳٫۰۹	۱۲٫۵۹
CaO	۲۲٫۳۷	۲۲٫۱۱	۲۲٫۳۹	۲۲٫۰۷	۲۲٫۶۸	۲۱٫۹۶	۲۲٫۱۸	۲۲٫۰۶	۲۲٫۴۰	۲۲٫۴۰	۲۲٫۶۹	۲۱٫۹۷
Na_2O	۰٫۴۰	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۶۵	۰٫۵۹	۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۴۷	۰٫۶۳
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۷۳	۹۹٫۶۸	۹۹٫۹۴	۹۹٫۶۸	۱۰۰٫۷۹	۱۰۱٫۰۸	۱۰۰٫۳۶	۱۰۰٫۷۵	۱۰۱٫۲۶	۱۰۱٫۲۵	۱۰۰٫۵۶	۱۰۰٫۶۸
مقدار کاتیون‌های محاسبه شده بر اساس ۶ اتم اکسیژن												
Si	۱٫۸۱	۱٫۸۱	۱٫۷۸	۱٫۷۷	۱٫۸۶	۱٫۸۰	۱٫۶۸	۱٫۷۸	۱٫۷۰	۱٫۷۵	۱٫۷۲	۱٫۸۳
Ti	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵
Al	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۲۶	۰٫۳۸	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۳	۰٫۲۲
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷
Fe^{2+}	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۲۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mg	۰٫۷۸	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۶۸	۰٫۷۵	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۷۲	۰٫۷۰
Ca	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۸۶	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۸۷
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
٪En	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۹
٪Fs	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۲
٪Wo	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۵۲	۰٫۴۹

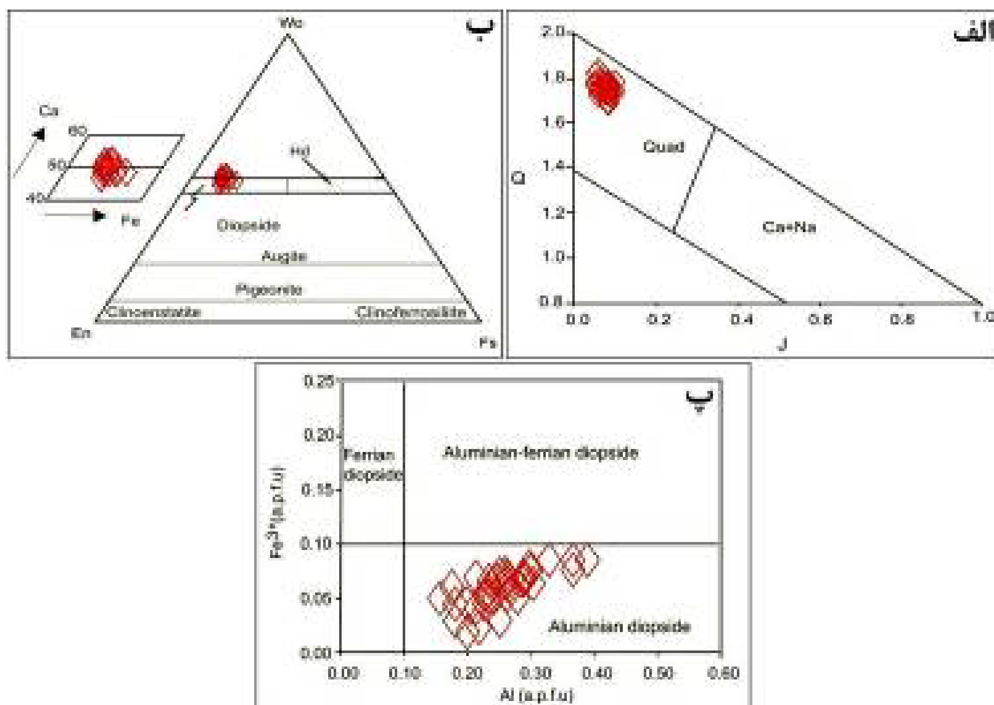
ادامه جدول ۱

	P13	P14	P15	P16	P17	P18	P19	P20	P21	P22	P23
SiO_2	۵۰٫۹۸	۴۷٫۹۳	۴۶٫۱۸	۴۸٫۹۷	۴۹٫۳۰	۴۷٫۷۰	۴۷٫۸۴	۴۹٫۷۰	۴۹٫۹۶	۴۷٫۳۹	۴۹٫۱۹
TiO_2	۱٫۶۰	۲٫۷۶	۳٫۶۱	۱٫۹۶	۲٫۲۸	۲٫۶۳	۲٫۶۶	۲٫۰۶	۱٫۹۹	۲٫۸۴	۲٫۳۳
Al_2O_3	۳٫۷۱	۶٫۵۰	۸٫۲۸	۶٫۳۹	۵٫۲۸	۶٫۴۸	۶٫۱۸	۴٫۷۴	۴٫۵۱	۶٫۸۲	۵٫۲۴
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۶٫۸۱	۶٫۵۹	۷٫۲۷	۸٫۴۸	۶٫۵۹	۶٫۶۸	۶٫۶۷	۶٫۸۵	۶٫۵۲	۶٫۹۷	۶٫۶۱
MnO	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۲
MgO	۱۴٫۹۲	۱۳٫۷۴	۱۲٫۷۰	۱۳٫۱۳	۱۴٫۳۲	۱۳٫۵۰	۱۳٫۵۱	۱۴٫۲۰	۱۴٫۴۸	۱۳٫۱۶	۱۴٫۳۶
CaO	۲۲٫۴۰	۲۲٫۵۶	۲۲٫۳۷	۲۱٫۷۵	۲۲٫۳۸	۲۲٫۳۳	۲۲٫۵۸	۲۲٫۲۶	۲۲٫۴۶	۲۲٫۴۶	۲۲٫۱۲
Na_2O	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۴۸	۰٫۳۸	۰٫۴۹	۰٫۴۲
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۹۸	۱۰۰٫۶۵	۱۰۱٫۰۸	۱۰۱٫۴۸	۱۰۰٫۷۶	۹۹٫۹۷	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۴۲	۱۰۰٫۴۲	۱۰۰٫۲۵	۱۰۰٫۳۹
مقدار کاتیون‌های محاسبه شده بر اساس ۶ اتم اکسیژن											
Si	۱٫۸۶	۱٫۷۶	۱٫۷۰	۱٫۷۹	۱٫۸۱	۱٫۷۷	۱٫۷۷	۱٫۸۳	۱٫۸۴	۱٫۷۵	۱٫۸۱
Ti	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶
Al	۰٫۱۶	۰٫۲۸	۰٫۳۶	۰٫۲۸	۰٫۲۳	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۲۳
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۵	۰٫۰۷۴	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵
Fe^{2+}	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۸۱	۰٫۷۵	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۷۸	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۸۰	۰٫۷۳	۰٫۷۹
Ca	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۵	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۸۷
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
٪En	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۴۴
٪Fs	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸
٪Wo	۰٫۴۸	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۰٫۴۸

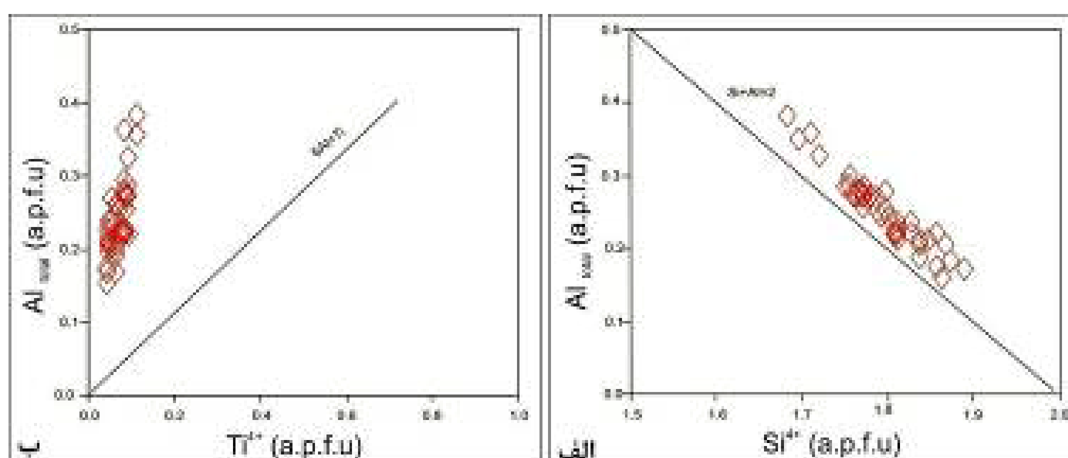
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

ادامه جدول ۱

	P24	P25	P26	P27	P28	P29	P30	P31	P32	P33	P34	P35
SiO_2	۴۸٫۶۷	۴۸٫۴۰	۴۸٫۱۸	۴۹٫۲۴	۴۹٫۲۸	۴۹٫۳۲	۴۹٫۲۴	۵۰٫۷۸	۵۰٫۲۰	۴۹٫۶۹	۵۰٫۲۰	۴۹٫۶۳
TiO_2	۲٫۳۹	۲٫۶۲	۲٫۶۷	۲٫۳۸	۲٫۳۹	۱٫۷۷	۱٫۸۳	۱٫۳۶	۱٫۵۵	۱٫۶۳	۱٫۴۴	۱٫۶۴
Al_2O_3	۵٫۷۶	۶٫۲۰	۶٫۴۴	۵٫۷۸	۵٫۶۴	۵٫۳۱	۵٫۴۸	۳٫۹۹	۴٫۷۷	۵٫۰۹	۴٫۱۸	۵٫۰۶
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۶٫۵۷	۶٫۷۶	۶٫۷۳	۶٫۶۹	۶٫۵۶	۸٫۸۶	۸٫۸۵	۹٫۳۸	۹٫۴۳	۹٫۷۹	۹٫۴۹	۹٫۶۰
MnO	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۷
MgO	۱۳٫۹۷	۱۳٫۹۲	۱۳٫۷۶	۱۴٫۲۵	۱۴٫۱۲	۱۲٫۴۶	۱۲٫۵۶	۱۲٫۷۶	۱۲٫۳۵	۱۱٫۷۳	۱۲٫۶۶	۱۲٫۱۴
CaO	۲۲٫۴۸	۲۲٫۲۴	۲۲٫۳۹	۲۲٫۲۸	۲۲٫۰۳	۲۱٫۹۴	۲۱٫۶۹	۲۱٫۴۲	۲۱٫۱۹	۲۱٫۳۵	۲۱٫۳۹	۲۱٫۵۶
Na_2O	۰٫۴۷	۰٫۵۰	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۶۳	۰٫۶۸
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
مجموع	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۷۵	۱۰۰٫۷۵	۱۰۱٫۱۸	۱۰۰٫۶۳	۱۰۰٫۵۹	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۶۳	۱۰۰٫۴۴	۱۰۰٫۲۵	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۵۷
مقدار کاتیون‌های محاسبه شده بر اساس ۶ اتم اکسیژن												
Si	۱٫۸۰	۱٫۷۸	۱٫۷۷	۱٫۸۰	۱٫۸۱	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۸	۱٫۸۷	۱٫۸۶	۱٫۸۷	۱٫۸۵
Ti	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Al	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۲
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Fe^{2+}	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۵
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۶۸	۰٫۶۵	۰٫۷۰	۰٫۶۷
Ca	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۵	۰٫۸۶
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
٪En	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۳۸
٪Fs	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۴
٪Wo	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۴۸



شکل ۴ الف) نمودار J = 2Na نسبت به $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ [۲۲]. و قرارگیری پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره Quad ب) نمودار مثلثی En-Wo-Fs که براساس آن، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در گستره دیوپسید قرار دارد [۲۲]. پ) نمودار Fe^{3+} نسبت به Al [۲۲] به منظور رده‌بندی پیروکسن‌های فتح‌آباد.

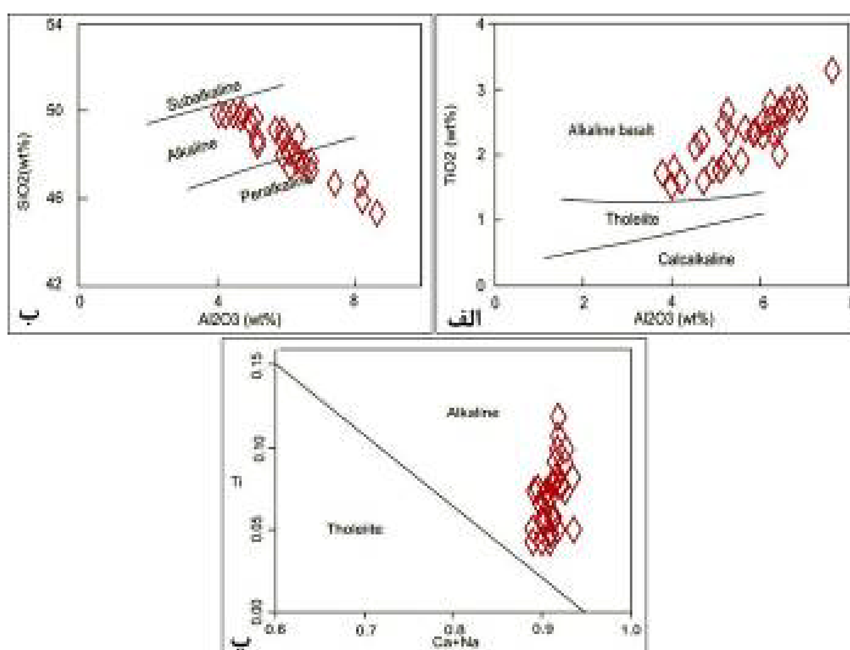


شکل ۵ الف) نمودار Si^{4+} نسبت به Al کل و ب) نمودار Ti^{4+} نسبت به Al کل برای کلینوپیروکسن‌های فتح‌آباد [۲۳].

تعیین سری ماگمایی

به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، ترکیب شیمیایی پیروکسن به علت حضور این کانی در بخش قابل توجهی از مدت تبلور، در ارتباط نزدیک با ترکیب ماگمای میزبان است که این امر سبب شده است توان از شیمی کانی پیروکسن در تعیین سری ماگمایی و خاستگاه زمین ساختی ماگماهای مادر استفاده نمود [۲۱، ۲۴-۲۷]. مشارکت عناصری مانند Ca، Ti، Al، Si و Na در شبکه کانی کلینوپیروکسن وابستگی شدیدی به درجه قلیایی بودن ماگمای سنگ‌های آذرین دارد [۲۱، ۲۸ و ۲۹].

بدین منظور، جایگاه پیروکسن‌های فتح‌آباد در نمودارهای Al_2O_3 نسبت به SiO_2 و TiO_2 پیشنهادی توسط لی‌باس [۲۸] در شکل‌های ۶ الف و ب نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، پیروکسن‌های موجود در این گابروها به ترتیب در گستره بازالت‌های قلیایی و پیروکسن‌های قلیایی تا پرقلیایی قرار دارند. افزون بر این، این سنگ‌ها در نمودار Ca+Na نسبت به Ti [۲۱]، در گستره پیروکسن‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ). این امر نشان دهنده خاستگاه عمیق ماگمای میزبان این کانی‌هاست.



شکل ۶ نمودارهای تعیین سری ماگمایی مذاب مادر کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد. نمودارهای الف و ب از لی‌باس [۲۸] بوده و نمودار پ پیشنهادی توسط لتریبر [۲۱] پیشنهاد شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

خاستگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن وابسته به ترکیب شیمیایی و خاستگاه تشکیل ماگمای مادر آن است و از این رو می‌تواند اطلاعات با ارزشی را در مورد خاستگاه زمین‌ساختی ارائه بدهد [۲۸]. در ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند Na، Al، Ti و Cr و بویژه Si نشانگر ماهیت و خاستگاه زمین‌ساختی تشکیل‌دهنده آنهاست [۲۱، ۲۸ و ۳۰].

نمودارهای تفکیک خاستگاه زمین‌ساختی رسم‌شده بر اساس داده‌های کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه مورد بررسی وابسته به مناطق قلیایی درون صفحه‌ای هستند که در یک خاستگاه زمین‌ساختی نوع کافت درون صفحه‌ای تزریق شده‌اند.

نیسبت و پیرس [۲۴] نمودار دوتایی F1 نسبت به F2 را بر اساس رابطه‌های زیر برای تفکیک خاستگاه زمین‌ساختی پیروکسن‌ها ارائه نمودند:

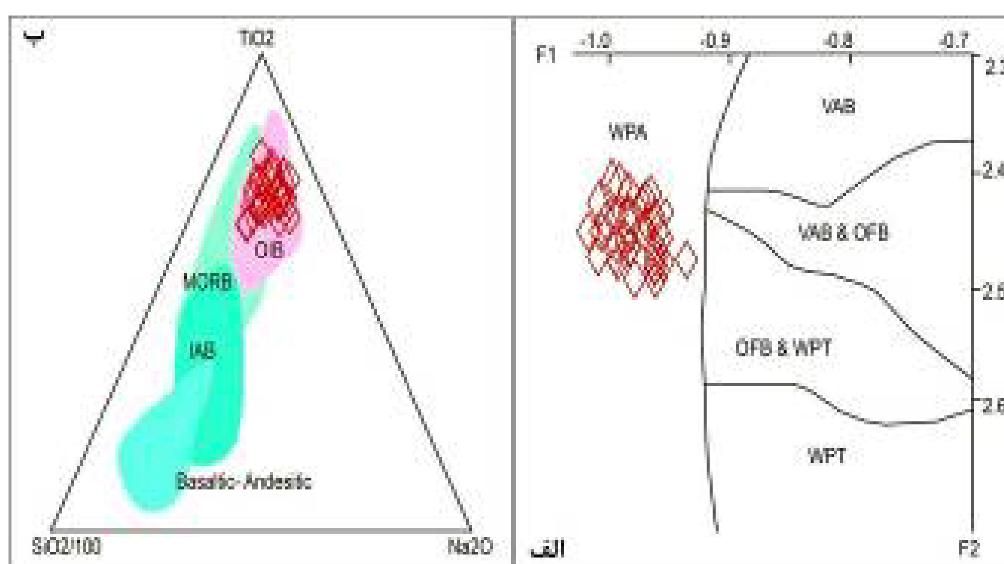
$$F1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO\ total) -(0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O) \quad (۱)$$

$$F2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO\ total) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O) \quad (۲)$$

پیروکسن‌های گابروهای فتح‌آباد در این نمودار در گستره بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل ۷ الف). افزون بر این، نمودار مثلثی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ پیشنهادشده توسط بکالووا و همکاران [۲۵] برای تفکیک خاستگاه زمین‌ساختی پیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد نشان می‌دهد که این کلینوپیروکسن‌ها در گستره ترکیبی پیروکسن‌های قلیایی درون صفحه‌ای موجود در بازالت‌های ناشی از فعالیت تنوره در منطقه ایسلند قرار دارند (شکل ۷ ب).

عوامل ترمودینامیکی مؤثر در تبلور پیروکسن‌های فتح‌آباد

تغییرات فشار (P)، دما (T) و گریزندگی اکسیژن به شدت بر تاریخچه تبلور و ترکیبات کانی پیروکسن در سیستم‌های ماگمایی اثر می‌گذارند. از این رو، ارزیابی پارامترهای ترمودینامیکی از مدل‌های فعالیت با استفاده از ترکیبات کانیایی به منظور بازسازی تاریخچه ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی ضروری است. این پارامترها در ادامه به تفصیل بررسی شده‌اند.



شکل ۷ الف) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد بر اساس نمودار دوتایی F1-F2، که سنگ‌های مورد بررسی در محیط سنگ‌های قلیایی موجود در کافت‌های درون صفحه‌ای قرار دارند [۲۴] (بازالت قوس آتشفشانی = VAB، بازالت کف اقیانوسی = OFB، تولئیت درون صفحه‌ای = WPT و بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ایی = WPA). ب) نمودار مثلثی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ [۲۵] برای تفکیک خاستگاه زمین‌ساختی پیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد.

گریزندگی اکسیژن

یکی از شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های آذرین افزون بر دما و فشار، گریزندگی گازها به ویژه اکسیژن است. گریزندگی اکسیژن اثر ویژه‌ای در تغییر دمای میعان و ترکیب مذاب و بلور دارد [۳۱]. این پارامتر عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است و نقش بسزایی در تبلور و نوع کانی تبلور یافته دارد [۳۲، ۳۳]. امروزه در بررسی سنگ‌شناسی، تعیین گریزندگی اکسیژن به عنوان اصلی‌ترین فاز گازی در کنار هیدروژن در سنگ‌های آذرین، با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های اکسید فلزی، آمفیبول و پیروکسن انجام می شود [۳۴، ۳۵]. برای تعیین گریزندگی اکسیژن ماگمای مادر گابروهای قلیایی فتح‌آباد از نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ استفاده شد [۳۲]. بر این اساس می‌توان گفت که شرایط محیطی تشکیل این سنگ‌ها اکسایشی بوده است و نمونه‌های فتح‌آباد در گستره گریزندگی اکسیژن بالا قرار دارند (شکل ۸). به طور کلی، در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} در جایگاه هشت وجهی جانشین عناصر سه ظرفیتی چون Al^{VI}، Ti و Cr می‌شود. بنابراین، مقدار Al^{VI} می‌تواند به عنوان مقیاسی برای Fe^{3+} در نظر گرفته شود. به این ترتیب، در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$، (شکل ۸) خط $Fe^{3+} = 0$ خط موازنه Al^{IV} با $Al^{VI}+2Ti+Cr$ است. قرارگیری نمونه‌ها در بالا یا پایین این خط به ترتیب نشانگر بالا یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌هاست. هر چه فاصله نمونه‌ها از خط $Fe^{3+} = 0$، بیشتر باشد، مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها بیشتر بوده است [۲۶، ۲۹]. افزون بر این، تبلور مگنتیت و هماتیت در این سنگ‌ها نیز بیانگر بالا بودن میزان گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست.

دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های فتح‌آباد

فشار در بلور پیروکسن را می‌توان بر اساس نسبت Al^{VI}/Al^{IV} برآورد کرد. به اعتقاد هلز [۳۷]، توزیع Al در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها، معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. بر این اساس، در نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۳۸، ۳۹]، پیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد در گستره فشارهای متوسط قرار دارند (شکل ۹ الف).

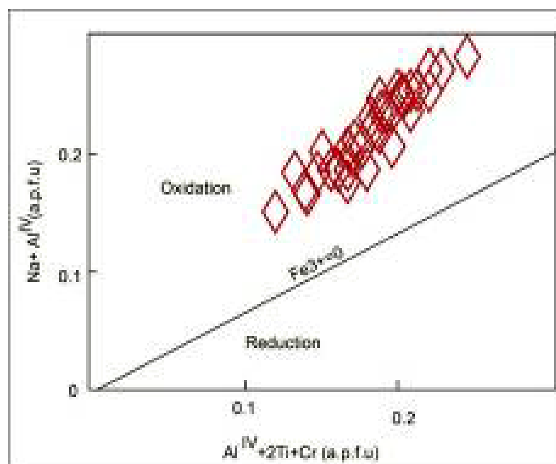
در شکل ۹ ب، توزیع آلومینیوم در جایگاه های چاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌های فتح‌آباد در گستره آب ماگمایی بین صفر تا ۵ درصد قرار دارند.

دما و فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش سوسو [۴۰]

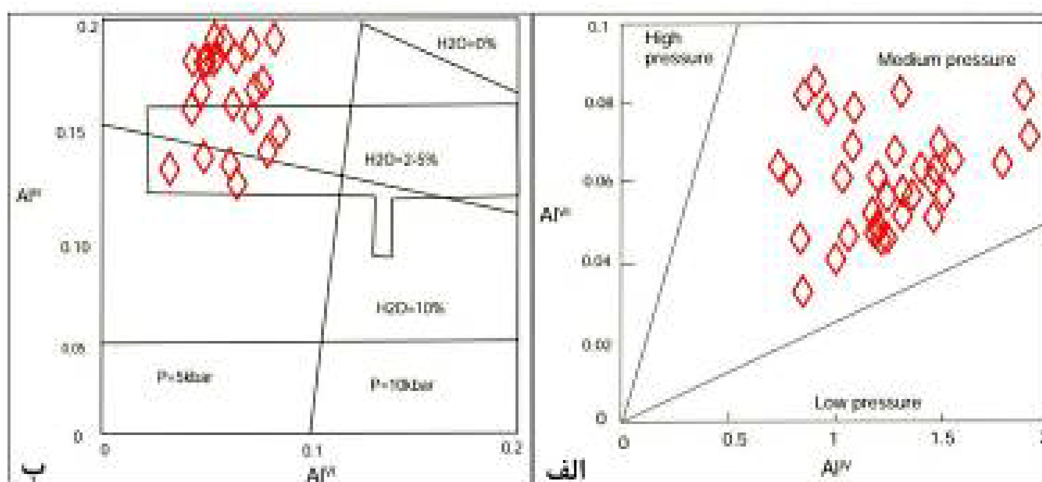
روش سوسو [۴۰] نیز از روش‌هایی است که برای دما-فشارسنجی بر اساس پیروکسن‌های موجود در مذاب‌های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار بر یک نمودار نمایش داده می‌شوند، به منظور تعیین جایگاه نقاط مورد بررسی بر نمودار، محورهای X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف می‌شوند:

$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO_{(tot)} - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (۳)$$

$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO_{(tot)} + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (۴)$$



شکل ۸ نمودار تغییرات $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ نسبت به $Na+Al^{IV}$ [۳۶] برای تعیین گریزندگی اکسیژن در گابروهای قلیایی فتح‌آباد.



شکل ۹ الف) نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۳۸، ۳۹] که براساس آن، کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد در فشارهای متوسط پوسته‌ای تشکیل شده‌اند. ب) نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۳۷] و جایگاه کلینوپیروکسن‌های فتح‌آباد بر آن.

نتایج به دست آمده از دما و فشارسنجی به روش سوسو [۴۰] در شکل ۱۰ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، پیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد در گستره دمایی ۱۱۸۰ تا ۱۲۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۰ کیلوبار تبلور یافته‌اند. افزون بر این، نقاط بررسی‌شده از مغزی پیروکسن‌ها، فشارهای بیشتری بین ۱۱ تا ۱۵ کیلوبار را نشان می‌دهند.

دما و فشارسنجی به روش پاترکا [۴۱]

پاترکا [۴۱] بر اساس میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن (محاسبه شده توسط نیمیس و تیلور [۴۲]) روش جدید و بسیار مناسبی را برای تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن پیشنهاد کرده است. مزیت این روش تعیین دما مستقل از ترکیب مذاب است. در واقع، در این روش کاتیون‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شوند، بنابراین تنها با در اختیار داشتن ترکیب کلینوپیروکسن می‌توان شرایط دمای تشکیل تک بلور کلینوپیروکسن را به خوبی برآورد نمود.

افزون بر این، پاترکا [۴۱] رابطه جدیدی را برای تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن پیشنهاد کرد که واسنجی آن بر اساس نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی بسیاری که توسط پژوهشگران مختلف در فشار ۱ اتمسفر تا بیش از ۴۰ کیلوبار بر کلینوپیروکسن انجام شده است، استوار است. این روش بر اساس توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب و رابطه زیر استوار است:

$$P_{(kbar)} = -57.9 + 0.475T(K) - 40.6(XFeOliq) - 47.7(XCaTsCpx) + 0.676(H_2Oliq) - 153(XCaO0.5liqXSiO_2liq) + 6.89[XAlCpx/XAlO1.5liq] \quad (۵)$$

در این رابطه، برای هر کاتیون Al تعداد ۶ اتم اکسیژن منظور شده و XAlCpx نیز از رابطه زیر قابل محاسبه است:

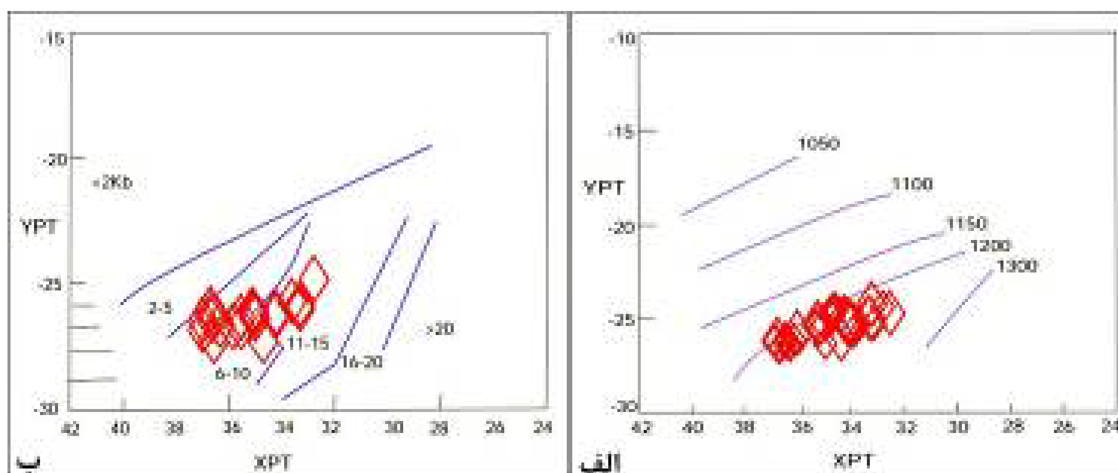
$$XAlCpx = XAl^{(VI)}Cpx + XAl^{(VI)}XPX \quad (۶)$$

نتایج دما و فشارسنجی پیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد براساس این رابطه ها در جدول ۲ ارائه شده است.

نتایج دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی به روش‌های سوسو [۴۰] و پاترکا [۴۱] دربردارنده نتایج قابل قبولی هستند و همخوانی خوبی با هم و نیز با شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهند، بر اساس روش پاترکا، دمای تبلور حدود ۱۱۲۱ تا ۱۱۸۴ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است که این گستره دمایی توسط روش ترسیمی سوسو نیز کاملاً تأیید می‌شود. از طرف دیگر، فشار تشکیل پیروکسن‌ها بر اساس روش پاترکا در گستره ۷٫۳۷ تا ۱۱٫۲۸ کیلوبار به دست آمد و روش سوسو نیز فشار ۶ تا ۱۱ کیلوبار را برای آنها نشان می‌دهد.

بر پایه فشار بدست آمده برای تشکیل پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره ۷٫۳۷ تا ۱۱٫۲۸ کیلوبار و با توجه به افزایش ۳٫۶۵ کیلوبار به ازای هر کیلومتر ژرفا، پیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد در ترازهای حدود ۱۹ تا ۳۱ کیلومتری تشکیل شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]



شکل ۱۰ الف) برآورد دما و ب) فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد با استفاده از روش سوسو [۴۰].

جدول ۲ نتایج دما-فشارسنجی پیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد به روش پاترکا [۴۱].

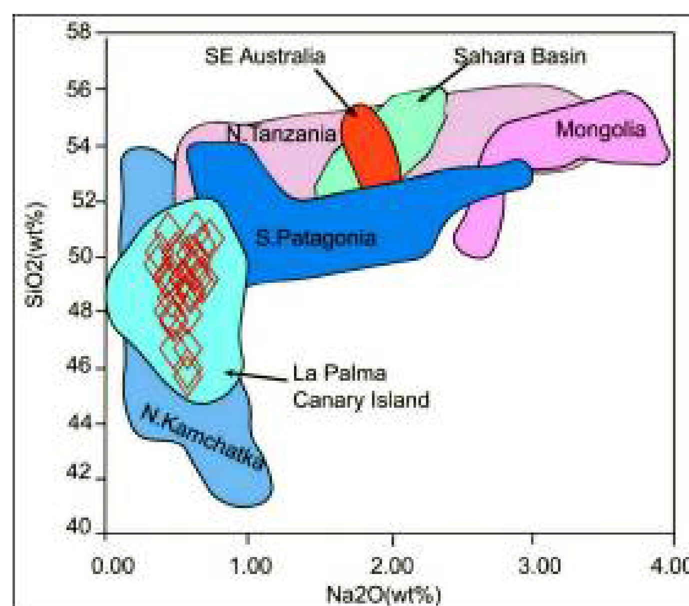
نمونه	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12
P(kb)	۸٫۴۷	۸٫۳۶	۱۱٫۰۰	۱۰٫۹۰	۱۰٫۷۰	۱۰٫۳۰	۹٫۵۱	۱۰٫۷۰	۱۰٫۳۰	۹٫۲۱	۱۱٫۱۰	۷٫۸۷
T°(C)	۱۱۵۰	۱۱۴۶	۱۱۳۱	۱۱۶۰	۱۱۷۴	۱۱۶۸	۱۱۶۱	۱۱۷۳	۱۱۶۹	۱۱۵۲	۱۱۷۴	۱۱۴۵
نمونه	P13	P14	P15	P16	P17	P18	P19	P20	P21	P22	P23	P24
P(kb)	۸٫۸۶	۱۰٫۶۰	۱۱٫۲۰	۸٫۳۳	۹٫۰۷	۸٫۷۹	۱۰٫۶۰	۱۱٫۲۸	۹٫۸۵	۹٫۰۷	۸٫۷۹	۹٫۱۵
T°(C)	۱۱۵۱	۱۱۷۰	۱۱۸۴	۱۱۴۸	۱۱۵۲	۱۱۴۷٫۲	۱۱۷۰	۱۱۸۴	۱۱۲۱	۱۱۵۳	۱۱۴۷	۱۱۵۵
نمونه	P25	P26	P27	P28	P29	P30	P31	P32	P33	P34	P35	
P(kb)	۷٫۳۷	۹٫۴۶	۸٫۲۶	۹٫۰۰	۹٫۶۳	۸٫۵۱	۸٫۹۵	۹٫۱۳	۹٫۱۵	۷٫۳۷	۹٫۴۶	
T°(C)	۱۱۳۷	۱۱۵۵	۱۱۵۰	۱۱۵۲	۱۱۶۲	۱۱۵۰	۱۱۵۶	۱۱۵۸	۱۱۵۵	۱۱۳۷	۱۱۵۵	

بحث و بررسی

بررسی‌های انجام‌شده بر شیمی کانی پیروکسن در گابروهای فتح‌آباد بیانگر ماهیت قلیایی آنهاست که در یک خاستگاه زمین‌ساختی از نوع کافت‌های درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. گابروهای قلیایی اغلب در محیط‌های کششی، در نقاط داغ درون صفحه‌ای مثل جزایر اقیانوسی، در مراحل اولیه کافت‌زایی درون قاره‌ای و در بخش‌های داخل قاره‌ای پهنه‌های فرورانش کرانه قاره یافت می‌شوند [۴۳]. این نوع فعالیت ماگمایی در هر قاره‌ای اغلب با کشش فعال سنگ کره ای در مکان کافت‌های قاره‌ای مانند کافت‌های بایکال، شرق آفریقا و ریوگرانده و همچنین نواحی فرامرزی از گستره قاره‌ها (غرب ایالات متحده، شرق چین، جنوب شرق آسیا و جنوب شرق استرالیا) همراه هستند [۴۴]. مقایسه داده‌های شیمیایی پیروکسن‌های فتح‌آباد با پیروکسن‌های قلیایی مربوط به سایر محیط‌های زمین ساختی نشانگر شباهت شیمی کانی پیروکسن فتح‌آباد با پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی مانند لاپالما در جزایر قناری، کامچاتکا و کمتر تانزانیا و پاتاگونیاست (شکل ۱۱) [۴۵-۵۲]. این موضوع خاستگاه یک منبع غنی شده از نوع بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را در سنگ زایی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. به طور کلی، پیشنهاد شده است که در محیط‌های درون قاره‌ای، زایش بازالت‌های قلیایی مشابه OIBها در ارتباط با فعالیت‌های تنوره گوشته‌ای و یا ذوب مواد سست کره‌ای بالازده باشد [۵۳]. در واقع، انباشته‌های سنگی مشابه OIBها در مناطق همسایه با فعالیت تنوره‌های گوشته‌ای چون شرق گرینلند، ایسلند و جنوب غرب پشته هند و یا مناطق بدون دخالت تنوره مانند میدلندوالی اسکاتلند یافت می‌شوند [۱۴]. وجود تنوره گوشته‌ای به وسیله پژوهشگران مختلف به عنوان مهمترین سازوکار محرک زمین‌ساخت کششی پالئوزوئیک که منجر به بازشدگی پالئوتتیس در مرکز و شرق آسیا شد، پیشنهاد شده

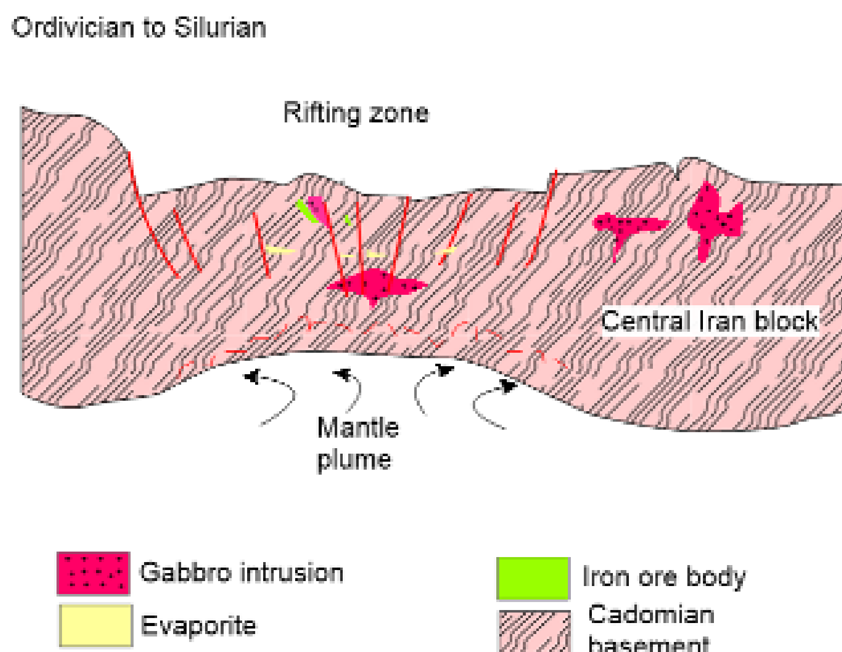
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

است [۵۴]. افزون بر این، بررسی‌های ساکانی و همکاران [۱۴] بر مجموعه میشو در شمال غرب تبریز نشان می‌دهد که فراخاست یک تنوره گوشته‌ای در زمان دونین پسین-زغالین پیشین، سازوکار مهم برای کافت‌زایی قاره‌ای منجر به بازشدگی پالئوتتیس در شمال غرب ایران بوده است. نتایج به دست آمده از بررسی‌های ژئوشیمیایی در کنار شواهد متعدد مانند وجود ناپیوستگی در قاعده رسوب‌های دوره زغالین (کربونیفر) ایران مرکزی در کوههای شتری ناحیه طبس (کنگلومرایی با ضخامت ۳۰ متر در قاعده سازند سردر که با حالت دگرشیب روی سازند شیستو قرار گرفته است) نشانگر بالازدگی و آماس پوسته‌ای در اثر تنوره گوشته‌ای پیش از تشکیل شکاف اقیانوسی است [۷]. همچنین، وجود سنگ‌های قلیایی وابسته به محیط کششی با سن اردوویسین، سیلورین و کربونیفر و وجود افیولیت‌های پشت بادام و بیاضه نشانگر فراخاست و استقرار تنوره گوشته‌ای و رخداد فرایند کافت‌زایی و تبدیل آن به کافت اقیانوسی طی پالئوزوئیک پیشین در این منطقه است [۵۵]. افزون بر این، بررسی‌های لاسمی [۵۶] نشان می‌دهد که منطقه زرند از پالئوزوئیک پیشین تا زمان تریاس، حوضه کافتی عقیم (اولاکوژن) بوده که از شمال با پالئوتتیس در ارتباط بوده است. شواهد زمین‌شناسی متعدد مانند وجود قطعات و بقایای اقیانوسی در شمال ایران (در مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (بیاضه، پشت بادام، جندق و انارک) همراه با توالی ضخیم ماگمایی سازندهای سلطان میدان در کوه‌های البرز نشان می‌دهند که سنگ کره قاره‌ای ایران زمین طی دوران پالئوروئیک پیشین به واسطه فرایند کافت‌زایی دچار شکستگی و شکافت شده و حوضه‌های اقیانوسی در بخش‌هایی از فلات ایران مانند منطقه شمال (افیولیت‌های مشهد و تالش) و مناطق ایران مرکزی (افیولیت‌های بیاضه، جندق و پشت بادام) تشکیل گردیده است. این قطعات و بقایای اقیانوسی که بیشتر در مناطق شمالی ایران (به ویژه در مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (جندق و انارک) برونزد دارند، بقایای سنگ کره اقیانوسی پالئوتتیس هستند [۳]. در شکل ۱۲، الگوی زمین دینامیکی تشکیل پهنه پشت بادام و منطقه فتح‌آباد و جایگیری توده‌های گابرویی قلیایی در آن نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، تداوم تدریجی کشش پوسته‌ای از کامبرین پسین و اردوویسین پیشین سبب خیزش و استقرار تنوره گوشته‌ای و بروز فعالیت ماگمایی کافتی با ماهیت قلیایی شده است و دیوریت، گابروها و بازالت‌های قلیایی منطقه فتح‌آباد در این مرحله جایگیری کرده‌اند.



شکل ۱۱ نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 و جایگاه پیروکسن‌های موجود در گابروهای قلیایی فتح‌آباد بر آن و مقایسه آنها با پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازی و فرالترابازی (کامچاتکای شمالی [۴۵، ۴۶]، تانزانیای شمالی [۴۷]، جنوب شرق استرالیا [۴۸]، حوضه ساحارا [۴۹]، مغولستان [۵۰]، پاتاگونیای جنوبی [۵۱] و لاپالما در جزایر قناری [۵۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]



شکل ۱۲ الگوی زمین‌دینامیکی ارائه شده برای کافتزایی در ایران مرکزی طی پالئوزوئیک پیشین (برگرفته از مرجع [۵۵]).

برداشت

سنگ‌های گابرویی منطقه فتح‌آباد بخشی از فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک پیشین (اردوویسین-سیلورین) هستند که همراه با استوک‌های دیوریتی، دایک و سیل‌های دیابازی متعدد رخنمون یافته‌اند. بررسی‌های زمین‌شناسی و صحرایی نشان می‌دهند که این گابروها مهمترین توده‌های نفوذی در منطقه هستند. ویژگی اصلی گابروها وجود بلورهای آمفیبول قهوه‌ای (کرسوتیت) است که ۴۰ تا ۵۰ درصد کل سنگ را شامل می‌شود. اندازه آمفیبول‌ها از ۰/۱ تا ۵ میلی‌متر در تغییر است. دیگرکانی‌های گابروها شامل کلینوپیروکسن و الیوین در زمینه‌ای دانه‌ریز است که این کانی‌ها توسط کانی‌های فرعی و ثانویه چون آپاتیت، کلریت، کربنات و کانی‌های کدر همراهی می‌شوند. بررسی شیمی کانی پیروکسن در گابروهای منطقه فتح‌آباد نشان داد که این بلورها همگن هستند و ترکیب میانگین آنها از $Wo_{47.6}$-$En_{44.1}$-$Fs_{8.4}$ تا $Wo_{51.7}$-En_{40}-$Fs_{8.3}$ در تغییر است. این کانی‌ها دارای ترکیب دیوپسید بوده و جز سری قلیایی تا پرقلیایی هستند. بررسی شیمی پیروکسن نشانگر شباهت این بلورها به پیروکسن‌های قلیایی درون صفحه‌ای و بازالت‌های جزایر اقیانوسی است. افزون بر این، مقایسه داده‌های شیمیایی پیروکسن‌های موجود در گابروهای فتح‌آباد با پیروکسن‌های قلیایی مربوط به سایر محیط‌های زمین ساختی نشانگر شباهت شیمی کانی پیروکسن‌های منطقه فتح‌آباد با پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی مانند لاپالما در جزایر قناری است. فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که تبلور سنگ‌های گابرویی در شرایط فشار متوسط پوسته‌ای در ترازهای میانی پوسته روی داده است. حجم آب ماگما طی تبلور ماگما بالا بوده است و گابروها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن شکل گرفته‌اند. ماهیت قلیایی مشابه جزایر اقیانوسی دیده شده برای گابروهای قلیایی فتح‌آباد نشان می‌دهد که در پ تداوم تدریجی کشش پشت کمانی در کرانه شمالی ابرقاره گندوانا از کامبرین پسین و اردوویسین پیشین، تنوره گوشته‌ای از ترازهای عمیق پوسته‌ای خیزش کرده و استقرار آن در زیر کرانه ایرانی گندوانا سبب بروز فعالیت ماگمایی کافتی قلیایی شده است و دیوریت، گابروها و بازالت‌های قلیایی منطقه فتح‌آباد در این مرحله جایگیری کرده‌اند.

قدردانی

نگارنده از زحمات جناب آقای یوسف وصالی به سبب هماهنگی در انجام تجزیه‌های ریزکاو الکترونی در دانشگاه کانازاوای ژاپن سپاسگزاری می‌کند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

مراجع

[1] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., OReilly S.Y., *"Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: tales from detrital zircon geochronology", Lithos 268-271 (2017) 87-101.*

[2] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Ling X.X., Stern R.J., Santos J.F., Meinhold G., Ghorbani Gh., Shahabi Sh., *" Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: geochronological and geochemical constraints"*, Lithos 216 (2014) 118–135.

[3] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Ling X.X., Stern R.J., Kheder Z.M., Chiaradia M., Ghorbani Gh., Arai Sh., Tamura A., *"Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U–Pb zircon dating and Sr–Nd–Pb isotopes of the Darrehanjir–Mashhad ophiolites, NE Iran"*, Gondwana Research 28 (2015) 781–799.

[4] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R.J., Santos J.F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research 27 (2013) 439–452.

[5] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.

[6] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., *"U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451 (2008) 71–96.

[7] Stampfli G.M., *"Etude geologique generale de l□Elbourz oriental au S de Gonbad-e-Qabus, Iran N-E"*, Ph.D. thesis, Universite de Geneve, Geneve, Switzerland (1978) 329 p.

[8] Saccani E., Allahyari Kh., Rahimzadeh B., *"Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean"*, Tectonophysics 621 (2014) 132-147.

[9] Derakhshi M., Ghasemi H., Sahami T., *"Geology and Petrology of the Soltan Maydan Basaltic Complex in North-Northeast of Shahrud, Eastern Alborz, North of Iran (in Persian)"*, Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES 23 (2014) 63-76.

[10] Ghasemi H., *"Investigation of Upper Precambrian -Lower Paleozoic Magmatism and Metamorphism in N & SE of Shahrood (Soltan Maidan Basaltic Suite & Biarjomand Metamorphic and Igneous Complex) (in Persian)"*, Iran National Science Foundation, Proposal No: 90004893 (2012).

[11] Ghasemi H., Derakhshi M., *"Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran (in Persian)"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy 16 (2008) 207-224.

[12] Ghasemi H., Kazemi Z., *"Tectonic setting and source characteristics of the Abarsej Formation igneous rocks (Upper Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood (in Persian)"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy 21 (2013) 319-330.

[13] Ghasemi H., Khanalizadeh A., *"Toye-Darvar A-type granitoid, southwest of Damghan: Constraints on the Paleotethyan extensional basin of Lower Paleozoic's in Alborz (in Persian)"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy 20 (2013) 3-24.

[14] Saccani E., Azimzadeh Z., Dilek Y., Jahangiri A., *"Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt volution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria"*, Lithos 162–163 (2013) 264–278.

basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165–182.

[26] Sakhaee Z., Davoudian Dehkordi A., Shabanian N., Paydary M., *"Approach on the characteristics of basic magma rocks sarkoobeh (north Khomein) by clinopyroxene mineral chemistry (in Persian)",* Iranian journal of crystallography and mineralogy 23 (2015) 533-544.

[27] Pyghambary S., *"Tectonomagmatic characteristics of ophiolitic gabbroids from south Orzuieh (south of Baft, Kerman) ophiolite complex: insights from clinopyroxene chemistry (in Persian)",* Iranian journal of crystallography and mineralogy 26 (2018) 301-314.

[28] Le Bas M.J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260 (1962) 267–288.

[29] Keshtkar E., Ghorbani M., *"Study of clinopyroxenes in the intrusions of Karaj-Taleghan Axis (in Persian)",* Iranian journal of crystallography and mineralogy 24 (2016) 405-416.

[30] Sun C.M., Bertrand J., *"Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China) Petrogenetic and geotectonic implications"*, Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 71 (1991) 243– 59.

[31] France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S.B., Deschamps F., *"Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 160–165 (2010) 683–704.

[32] Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O., *"The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 83 (1983) 136–140.

[33] Botcharnikov R.E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., *"The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe*

[15] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East"*, Scale 1:5,000,000, Geologic Survey of Iran (1991).

[16] Berberian M., "Active faulting and tectonics of Iran", In: Gupta H.K., Delany F.M. (Editors), Zagros-Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union Geodynamic Series, Washington, D.C. (1981) 33-69.

[17] Vahdati Daneshmand F., *"Geological Map of Davaran"*, Scale 1:100,000, Sheet 7251, Geological Survey of Iran (1995).

[18] Gill R., *"Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide"*, Wiley-Blackwell (2010) 438 p.

[19] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[20] Droop G.T.R., *"A general equation for estimating* Fe^{3+} *concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria"*, Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[21] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcano series"*, Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[22] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenculature of pyroxenes"*, American Mineralogist 73 (1988) 1123-1133.

[23] D'Antonio M., Kristensen M.B., *"data report: electron microprobe investigation of primary minerals of basalts from the west Philippine sea basin (Ocean Drilling program Leg 195, site 1201)"*, In: Shinohara M., Salisbury M.H., Richter C. (Editors), ODP Proceedings Scientific Results 195 (2005) 1-24.

[24] Nisbet E.G., Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.

[25] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene compositions of ophiolite*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

[43] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis a global tectonic approach"*, Unwin Hyman, London (1989) 466 p.

[44] Sen G., *"Petrology: Principles and Practice"*, Springer, Verlag Berlin Heidelberg (2014) 368 p.

[45] Kepezhinzkas P.K., Defant M.J., Drummond M.S., *"Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc"*, Journal of Petrology 36 (1995) 1250-1267.

[46] Kepezhinzkas P.K., Defant M.J., Drummond M.S., *"Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 1217-1229.

[47] Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappel B.W., *"Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographical and geochemical characteristics"*, Earth and Planetary Science Letters 114 (1993) 463-475.

[48] Yaxley G.M., Crawford A.J., Green D.H., *"Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia"*, Earth and Planetary Science Letters 107 (1991) 305-317.

[49] Dautria J.M., Dupuy C., Takheist D., Dostal J., *"Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melititic district of the Sahara basin"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 111 (1992) 37-52.

[50] Ionov D.A., *"Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts"*, Journal of Petrology 39 (1998) 1931-1941.

[51] Gorring M.L., Kay S.M., *"Carbonanite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 140 (2000) 55-72.

[52] Neumann E.R., Sorensen V.B., Simonsen S.L., Johnsen K., *"Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust"*,

in a ferro-basaltic melt", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 5071–5085.

[34] Carmichael I.S.E., *"The redox state of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?"* Contributions to Mineralogy and Petrology 106 (1991) 129–141.

[35] Behrens H., Gaillard F., *"Geochemical aspects of melts: Volatiles and redox behavior"*, In: Behrens H., Roux J., Neuville D., Siemann M. (Editors), Quantification of dissolved H_2O in silicate glasses using confocal microRaman spectroscopy, Chemical Geology 229 (2006) 96-112.

[36] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., *"Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts"*, American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[37] Helz R.T., *"Phase reactions of basalts in their melting renge at PH_2O=5Kb. Part II Melts composition"*, Journal of Petrology 17 (1973) 139-193.

[38] Aoki K.I., Kushiro I., *"Some clinopyroxenes from ultramafc inclusions in Dreiser Weiher, Eifel"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 18 (1968) 326-337.

[39] Aoki K.I., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinom e-Gata, Japan"*, Lithos 6 (1973) 41-51.

[40] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations"*, Geological Society of Sweden - Geologiska föreningen 119 (1997) 55-60.

[41] Putirka K.D., *"Thermometers and Barometers for Volcanic Systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 61-120.

[42] Nimis P., Taylor W.R., *"Single Clinopyroxene Thermobarometery for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of the Cr-in-Cpx Barometer and an Enstitite-in-Cpx Thermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.4.6]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.311]

[55] Vesali Y., Esmaeili D., Sepidbar F., Shaebi M., Niromand Sh., *"Petrology, geochemistry and tectonic setting of alkaline mafic rocks in the Jalal Abad area in the NW of Zarand (Kerman Province): Evidence for Paleo-Tethys rifting in the Central Iran (in Persian)"*, Journal of Petrology 9 (2018) 1-20.

[56] Lasemi Y., *"Depositional environments of the Ordovician rocks of Iran (syn-rift sequence) and formation of the Paleotethys passive margin (in Persian)"*, Proceedings of the 17th annual meeting of the Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (1999).

Journal of Volcanology and Geothermal Research 103 (2000) 313-342.

[53] McKenzie D.P., O'Nions R.K., *"Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentration"*, Journal of Petrology 32 (1991) 1021–1091.

[54] Dai J., Wang C., Hébert R., Li Y., Zhong H., Guillaume R., Bezard R., Wei Y., *"Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?"*, Gondwana Research 19 (2011) 232–243.